

基于数值模拟的区域性地下水补给过程实例研究

黄金柏¹, 魏帆², 李德标³, 王斌⁴, 桧谷治⁵

- (1. 扬州大学水利与能源动力工程学院, 江苏 扬州 225009; 2. 黑龙江省甘南县气象局, 黑龙江 甘南 162100; 3. 江苏省水文水资源勘测局盐城分局, 江苏 盐城 224002; 4. 东北农业大学水利与建筑学院, 黑龙江 哈尔滨 150030; 5. 鸟取大学大学院工学研究科, 日本 鸟取 680-8552)

摘要: 研究主要目的是以数值模拟的方法, 再现选定的研究区域 20 世纪 70~90 年代地下水位处于较低水平的过程并推求地下水的补给过程。研究区为某流域入海口前 10×12km² 的矩形区域, 基于研究区土层纵断面的物理条件, 在平面二维的基础上, 考虑含水层垂向水收支成分, 利用地下水计算的基本方程式开发地下水三维数值计算模型, 以数值模拟的方法验证模型效率。对地下水位数值模拟的结果表明, 模型效率可以达到 80% 以上。基于 1966~2005 年的数值计算结果, 推求了研究区各含水层的补给过程。研究结果可为区域性地下水数值模拟技术及地下水资源量的评估等研究提供方法上的借鉴。

关键词: 地下水; 准三维算法; 数值模拟; 地下水补给

中图分类号: TV121; TV131

文献标识码: A

文章编号: 1000-0852(2014)03-0024-07

1 前言

地下水是一种宝贵的资源, 同时又是环境的基本要素, 对地下水的研究不仅关系到正确评价水资源、合理布置开采水资源工程, 还关系到如何充分利用水资源又不至于引起水资源枯竭、水质恶化等问题^[1,2]。随着人类对自然改造能力的提高, 其对地下水资源的影响程度也在不断加大, 导致地下水资源在数量和质量上不断减少和恶化, 并引起其他方面相关的不良后果, 促使目前国内外对地下水研究的重视程度不断加强^[3-5]。地下水资源的定量评估是水资源管理中的中心课题^[6], 地下水的数值模拟是在地下水定量评估开始之后发展起来的^[7,8], 其对于合理利用地下水资源、研究水资源对环境的影响等方面有重要的作用^[9, 10]。本研究以选定区域的地下水为研究对象, 所选区域在 20 世纪 60 年代中期~90 年代中期, 由于对地下水的过量开采, 导致地下水位大幅下降且得不到有效恢复, 地下水位长期处于较低水平。为防止该区域的地下水资源枯竭, 自 20 世纪 90 年代中期开始, 地下水的开采量有所减少, 此后, 地下水位逐渐恢复。本研究主要目的是

以数值模拟(计算)技术, 从机制和过程上再现研究区域地下水长期处于较低水平的过程以及推求各含水层的补给过程, 研究基于对研究区土层垂直剖面土壤物理性质以及含水层基本情况的调查结果, 结合研究区在研究时段内地下水的取水情况, 构建地下水三维数值计算模型, 通过对观测地下水位的数值模拟验证模型效率。研究以期对研究区提供可对地下水实现准确模拟(计算)的数值模型, 并为区域性地下水数值模拟技术的发展及地下水资源准确评估等研究提供方法上的借鉴。

2 研究区概况

研究区域位于日本本州岛西南部 Sendai 河流域下游入海口前的平面轮廓近似于矩形区域(东西 10 km, 南北 12km), 该区域东、西、南三面是山, 有 3 条河流流经该区域, 靠近入海口处有 1 个湖泊, 北面与海岸相接, 中间为近似于矩形的冲积平原(东西 5km, 南北 8km)(图 1)。区域内植被主要为天然野生植物, 草丛和低矮灌丛交错分布。气候属温带海洋性气候, 年平均气温 14.9℃, 年均降雨量为 1914mm, 最大、最小月降

收稿日期: 2013-09-13

基金项目: 国家自然科学基金(41271046, 51009026); 黑龙江省教育厅海外学人项目(1251H017); 扬州大学科学研究启动基金(0574870015735); 东北农业大学科学技术启动基金项目(115-180152)

作者简介: 黄金柏(1974-), 男, 黑龙江桦南人, 副教授, 工学博士, 研究方向为水文水资源、数字流域、干旱地环境。Email: huangjinbai@aliyun.cn

雨量分别为108.6mm(4月)和204.0mm(9月)(统计期间:1981~2010)^[11]。据对研究区长期地质条件的调查结果,该地区在土壤纵剖面自基岩以上可按照水力学性质划分为5层,依次是第1层(包气带和潜水含水层)、弱透水层、第1承压含水层、不透水层、第2承压含水层。土壤垂向分布示意情况如图2所示。在研究区对地下水取水情况进行了调查并对地下水水位进行了观测,取水量主要来自第1承压含水层,地下水水位观测主要是针对第1承压含水层的水位变动情况,设置的地下水观测井有8个,标号为①~⑧(图1),观测的起始时间为1974年4月,终止时间为2005年12月。



图1 研究区及观测井的布置示意图
Fig.1 The study area and observation wells

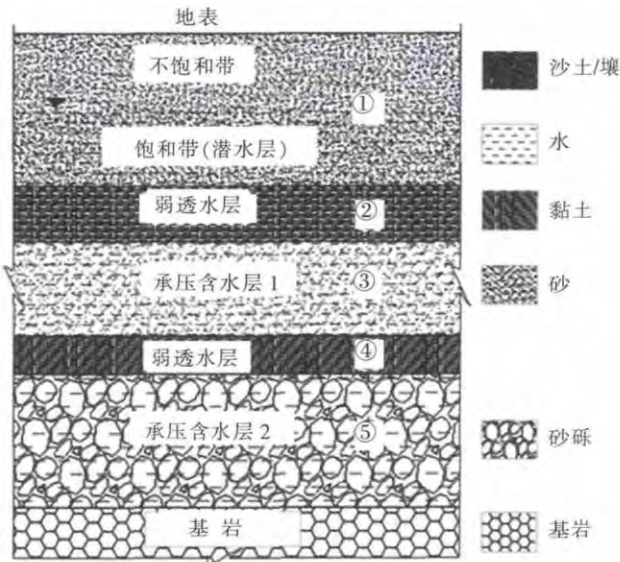


图2 土壤垂直剖面示意图
Fig.2 Sketch of the soil vertical profile

3 模型构建

3.1 基础方程式

用于数值计算的基础方程式为二维(准三维)地下水运动的基本微分方程,准三维指在考虑地下水平面二维运动的基础上(沿 x, y 方向),同时考虑含水层垂向(z 向)的水收成分和过程,但数值计算时,只对 x, y 方向对水文要素进行差分,在 z 向不进行差分。潜水(非承压水)和承压水运动的基本微分方程式为式(1)及式(2)。潜水运动基本微分方程式:

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (k_x \cdot h \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (k_y \cdot h \frac{\partial H}{\partial y}) + r - q \quad (1)$$

承压水运动基本微分方程式:

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (T_x \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_y \frac{\partial H}{\partial y}) + R - Q \quad (2)$$

式中: t 为时间尺度因子,其单位步长为 0.01 h; x 为空间尺度因子,其水流方向上的步长为 $\Delta x = \Delta y = 50\text{m}$; h 为对应于不同含水层的水深, m ; H 为水位, m ; k_x, k_y 为 x, y 方向的渗透系数, m/s ; λ 为给水度; r 为雨水渗透速度, m/s ; q 为潜水含水层向下入渗速度, m/s ; S 为贮水系数; T_x, T_y 分别为 x, y 方向的导水系数, $T_x = k_x \cdot B, T_y = k_y \cdot B$ (其中 B 为层厚, m), m^2/s ; R 为越流因子, m/s ; Q 为取水因子, m/s 。

3.2 有限差分

为实现时间和空间上的连续计算,需要对潜水和承压水运动的基本方程式在时间和空间(流向)上进行离散化,即有限差分,式(3)和式(4)分别为式(1)和式(2)的差分式。

式(3)、(4)中: n 为计算时间的次序编号; i, j 为栅格编号;计算栅格的尺寸为 $50\text{m} \times 50\text{m}$,地下水的运动(渗流)为低流速运动,雷诺数一般小于 10,所以,在设定的栅格尺寸条件下,计算满足稳定计算条件,即 $V_{\max}(x) \cdot dt < dx, V_{\max}(y) \cdot dt < dy$ (其中, dt 为 0.01h ; V_{\max} 为最大流速, m)。

3.3 地形数据及计算参数

3.3.1 地形数据

地表数字高程数据来自全球地理信息数据库,其栅格尺寸为 $50\text{m} \times 50\text{m}$,研究区域的数字高程数据利用 GIS 技术提取。Noguchi 等(2008)利用微动探查法对同一研究区地层构造进行了调查,各弱透水层(图2)的表面高程数据来自于利用微动调查结果所构建的三维地层构造模型^[12]。地表、各弱透水层表面及底部的标高如图3所示。由图3(b)可知,潜水含水层存在于标

$$h_y^{n+1} = h_y^n + \frac{\Delta t}{\lambda} \left\{ \frac{1}{\Delta x} \left(k_x \frac{H_{i+l_j}^n - H_{ij}^n}{\Delta x} \cdot \frac{h_{i+l_j}^n + h_{ij}^n}{2} - k_x \frac{H_{ij}^n - H_{i-l_j}^n}{\Delta x} \cdot \frac{h_{ij}^n + h_{i-l_j}^n}{2} \right) + \dots + \frac{1}{\Delta y} \left(k_y \frac{H_{ij+1}^n - H_{ij}^n}{\Delta y} \cdot \frac{h_{ij+1}^n + h_{ij}^n}{2} - k_y \frac{H_{ij}^n - H_{ij-1}^n}{\Delta y} \cdot \frac{h_{ij}^n + h_{ij-1}^n}{2} \right) + r_{ij}^n - q_{ij}^n \right\} \quad (3)$$

$$h_y^{n+1} = h_y^n + \frac{\Delta t}{S} \left\{ \frac{1}{\Delta x} \left(k_x \frac{H_{i+l_j}^n - H_{ij}^n}{\Delta x} \cdot \frac{B_{i+l_j}^n + B_{ij}^n}{2} - k_x \frac{H_{ij}^n - H_{i-l_j}^n}{\Delta x} \cdot \frac{B_{ij}^n + B_{i-l_j}^n}{2} \right) + \dots + \frac{1}{\Delta y} \left(k_y \frac{H_{ij+1}^n - H_{ij}^n}{\Delta y} \cdot \frac{B_{ij+1}^n + B_{ij}^n}{2} - k_y \frac{H_{ij}^n - H_{ij-1}^n}{\Delta y} \cdot \frac{B_{ij}^n + B_{ij-1}^n}{2} \right) + R_{ij}^n - Q_{ij}^n \right\} \quad (4)$$

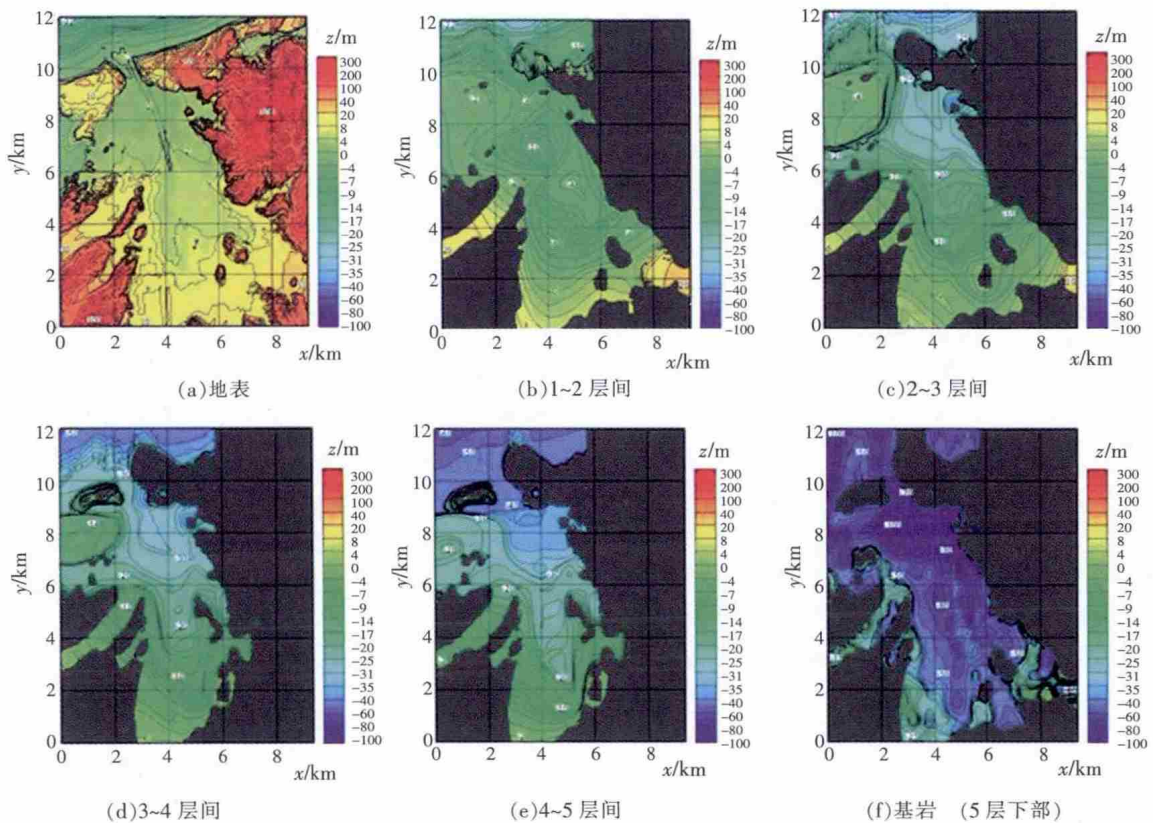


图 3 各层表面高程

Fig.3 The surface elevation of the various layers

高-10m 以上,即第 1 弱透水层表面的标高在-10m 以上;第 1 承压含水层存在于标高-10~-30 m 之间,且越靠近海岸线其埋深越大,含水层分布随地形变化较大,结构也较复杂(图 3(c,d));第 2 承压含水层位于标高-50~-100m 的弱透水层之上,且含水层较厚,平均厚度超过 30m(图 3(e,f))。

3.3.2 计算参数

计算所用主要参数包括各层的水平渗透系数、垂向渗透系数、潜水含水层(第 1 层)给水度以及各承压含水层的贮水系数、以及弱透水层的越流因子。第 1 层的垂向渗透系数是基于多点渗透实验结果并取数学平均值,潜水含水层的给水度 λ 及各承压含水层的贮水

系数 S , 以及对对应含水层的横向渗透系数 (k_x, k_y) 主要通过抽水实验结果用配线法近似确定^[4,13](潜水井、第 1 承压含水层的完整井未在图 1 中标出)。理论上,各弱透水层(第 2,4 层(图 2))的越流因子 R 也可以利用有越流补给的完整径流的抽水实验结果通过配线法来定,但由于对研究区水文地质状况的调查尚不是很详实以及抽水实验数据的限制,越流因子 R 是参考粘土渗透系数的数量级并结合对抽水试验结果的分析给出的近似结果。同时,土壤垂直剖面的各层被假设为均质各向同性,通过以上方法率定的主要参数如表 1 所示。在数值计算过程中,部分计算参数如潜水含水层向下入渗速度 (q),越流因子 (R) 等,与实时的计算条

件(如相邻含水层的水头差)有关,在计算过程中呈动态的变化。

表1 主要计算参数
Table 1 The main parameters for calculation

层号	有效孔隙率(λ)/贮水系数(S)	渗透系数 / $m \cdot s^{-1}$		
		k_x	k_y	k_z
1	0.2	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}	1.0×10^{-4}
2	0.0	0.0	0.0	5.0×10^{-10}
3	0.001	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-4}
4	0.0	0.0	0.0	5.0×10^{-10}
5	0.001	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-4}	2.0×10^{-4}

表1中,垂直渗透系数 k_z 对应于雨水渗透因子 r 和弱透水层的向下渗透速度 q (式(1)),越流因子 R (式(2))。

3.4 计算条件

3.4.1 边界条件

研究区域内有3条河流,下游有一个面积不大的湖泊,最下端接海,3条河流分别标记为、、(图1),海标记为。基于对计算区域周边水文地质条件的实际调查以及各含水层的厚度(图3),计算采用第一类边界条件,即给定边界的初始水头(水位),计算初始时刻3条河流对应于计算区域各含水层的水深如表2所示,下游湖泊直接与河流相接,其对应于计算区域的边界条件与河流相同,数值计算时,根据补给边

表2 边界条件(水位/m)
Table 2 The boundary condition (water level/m)

层号	上游	上游	上游	
1	27.0	18.0	9.5	0.0
2	0.0	0.0	0.0	0.0
3	23.0	14.0	7.0	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0
5	11.0	10.0	4.0	0.0

界与计算栅格对应的位置关系,确定各栅格处的边界条件。海对应于各含水层的边界条件设为0,其主要依据是基于实际调查,各含水层下游端与海的对应部位存在较大高差,即逆向坡度较大,海水对各含水层几乎没有补给作用。

3.4.2 栅格尺寸

如前所述,计算采用的栅格尺寸为 $50m \times 50m$,计

算区域因此被划分成 200×240 个栅格。计算的时间步长为 $0.01h(36s)$,计算开始年份为1966年,计算终止年份为2005年。

3.4.3 取水过程

计算所用水文数据来自实际观测以及由当地河流管理机构提供,计算区域内有两个主要取水点(图1中(一)、(二)处),计算期间内(一)、(二)两点的取水过程线以及总取水过程线如图(4)所示,图中的取水过程线是对历史取水资料调查基础之上的概化曲线,取水量来自第2承压含水层。计算初期的取水条件为取水点(二)处日取水量 $1500m^3/d$,计算开始后地下水位达到稳定状态后,再与降雨及取水过程线耦合进行计算。计算初始时刻,潜水含水层、第、第承压含水层的水位及水流状况如图5所示,由该图可知,数值计算开始时,各地下含水层水位和水流处于相对稳定的状态。

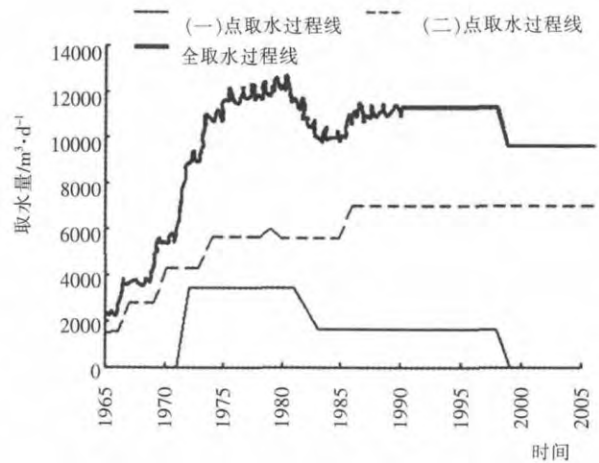


图4 取水过程线

Fig.4 The water intaking process curve

4 结果及讨论

4.1 数值模拟

图6所示为计算终止时各含水层的水位及水流状况,为了更好地表达研究的主要区域—处于计算区域中间部位(东西6km,南北10km,覆盖全部冲积区域东西5km,南北8km)的水位变动及水流状态,对计算结果整理时移除了计算区域(东西10km,南北12km)内其他部位(栅格)的数据,这些栅格在图中表现为灰色(同样的情况如图3b~f、图5)。由图6(c)可知,由于(一)、(二)两点(图1)的集中取水,第承压含水层(第5层)在该两点处的地下水位处于相对较低水平,两取水点处不断得到来自各自周围影响区域内的补给。潜水含水层因没有连续的取水过程,所以该含水

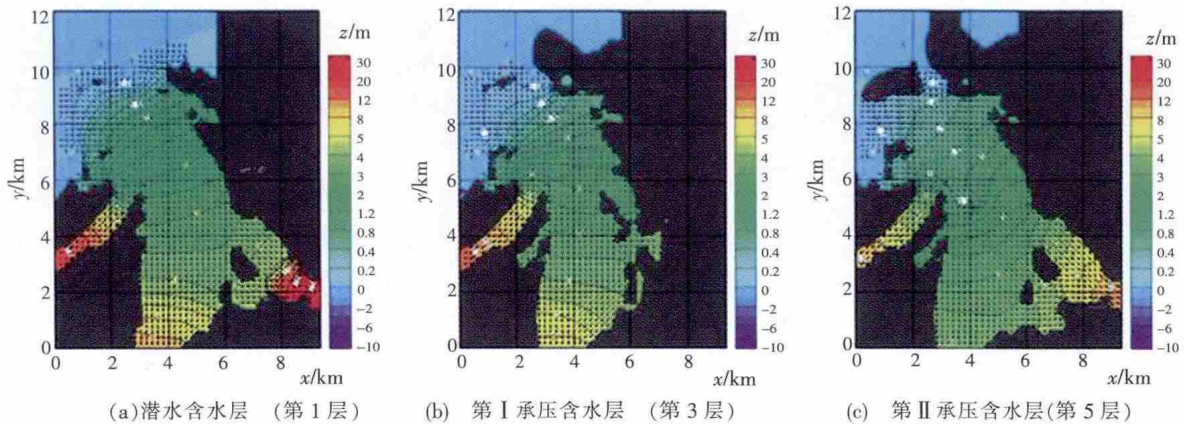


图5 各含水层的初始水位及水流状态

Fig.5 The initial water levels and flow situation of the various aquifers

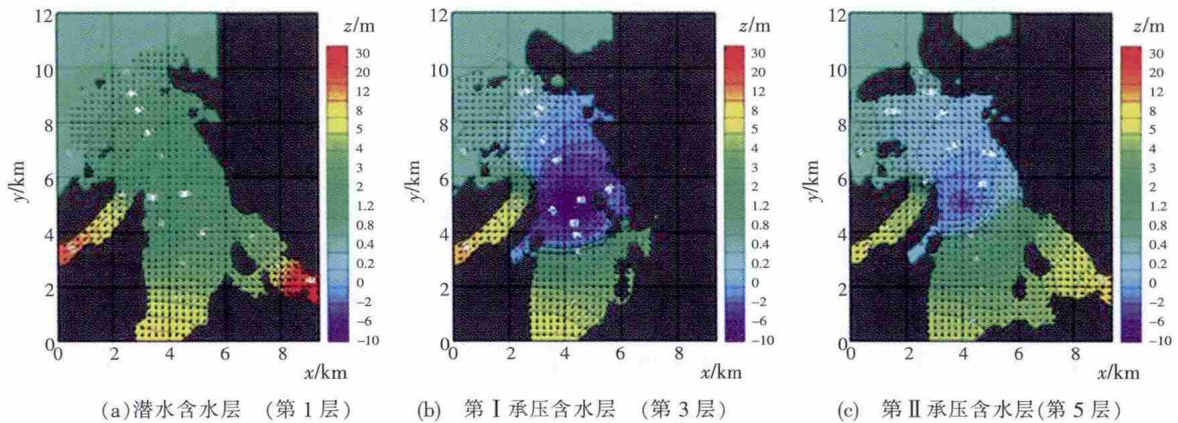


图6 各含水层的水位及水流状态(计算终止状态)

Fig.6 The water level and flow situation of the various aquifers

层的水位及水流处于相对稳定状态(图6(a))。第承压含水层也没有连续的取水过程,该含水层计算终止时的水位及水流状况表明(图6(b)),地下水按照该层地形的走势(图3(d)),从高处自然地流向低处。因取水主要来自第承压含水层,所以,数值模拟对象是第承压含水层的水位(图1所示各水位观测井)。数值模拟的主要时期为1970年以后,地下水位在较长时期处于较低水平,后呈现恢复趋势。因为各水位观测点的计算时段相同且各点数值模拟结果的差别不大(观测水位与计算值的整体拟合情况),所以在此给出4个观测点(编号①、②、④、⑤观测井)地下水水位的数值模拟结果(图7 a~d)。

4.2 讨论

在实测结果和观测值共有的时段内,对所有8个观测点的模拟结果进行拟合优度检验,整体上,确定系数 R 在0.8以上,对于计算结果和观测值关联性较高的结果(如图7所示井②、④、⑤),确定系数 R 大于0.9。对模拟结果考察的结果说明,模型效率较高,在模

拟时段内,计算值对观测值的模拟精度可以达到80%以上。在水位低下期到恢复期,数值模拟结果很好地再现了地下水位变动的过程,所以,模型在研究区具有较强的实用性。分析部分数值模拟结果在计算期间内的个别时段模拟误差较大的主要原因如下:1)计算期间较长,主要取水点的取水过程为基于实际调查的概化曲线,与实际取水量之间存在差异;2)计算时段内的地层结构的变化情况也未能在模型内体现,即由于地层结构的变化导致边界条件的变化所带来的影响没有考虑在内;3)对地层结构的物理特性调查尚不是很详实,特别是各层的水力学特性参数的精度不高。在可以获取详实的取水过程线和高精度水力学特性参数的条件下,模型的效率会进一步提高。

结合图7和图4可知,自1981年开始,地下水位呈现恢复趋势,其主要原因是集中取水点(一)处的取水量有所减少,自1986年开始,地下水位逐渐降低,其主要原因是集中取水点(二)处的取水量有所增加所致。

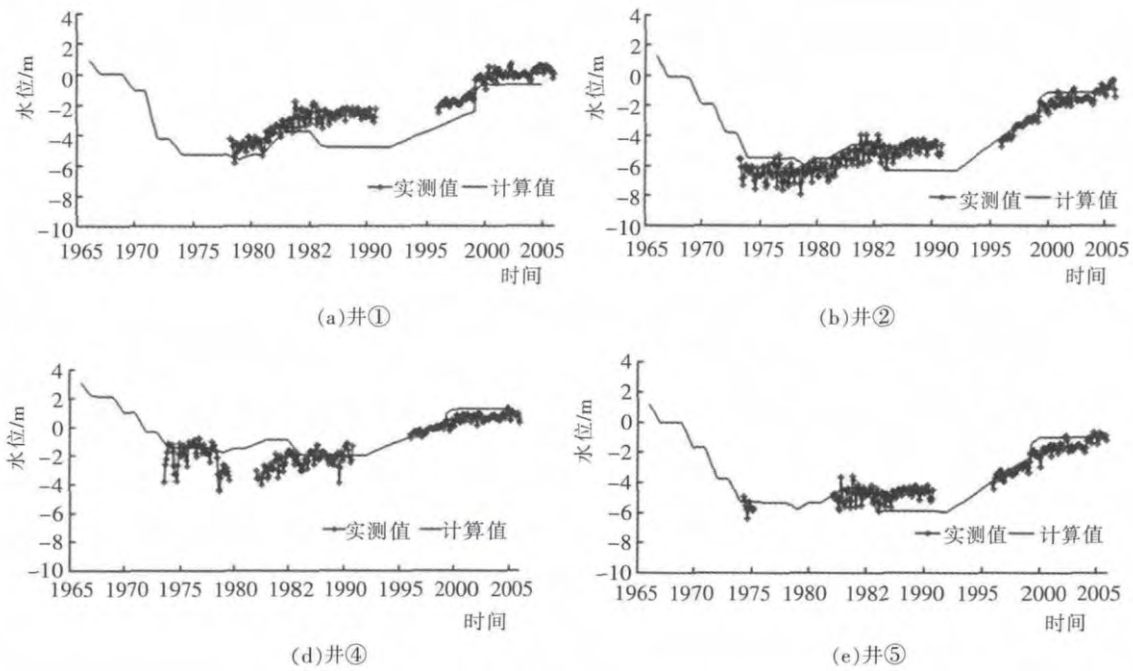


图7 数值模拟结果(实测水位与计算值的比较)

Fig.7 The numerical simulation results (comparison between the observed and calculated groundwater levels)

各含水层得到来自边界的补给过程如图8所示。因为没有自潜水含水层和第 承压含水层的连续取水,所以这两个含水层的补给过程线相对稳定,且日补

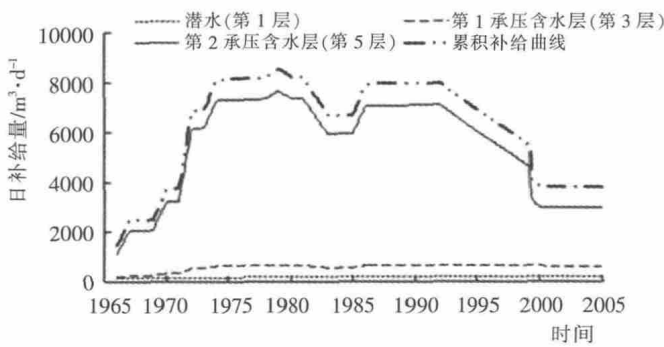


图8 各含水层补给过程线

Fig.8 The recharge process of each aquifer

给量较小,补给量主要是补充由第 承压含水层向第 承压含水层的越流量。由于自第 承压含水层的取水量较大,所以该含水层的补给量也较大,从过程上看,补给过程主要受取水过程的影响。在地下水水位保持相对较低水平的1975年~1993年,日累积补给量稳定在8000m³/d左右(1981年~1985年取水点(一)取水量减少期除外)。

基于数值计算结果,可进一步推求来自各边界的补给量(补给过程线),以及再现计算期间内任一时间点各含水层的水位及水流状态。

5 结论

(1)基于对选定研究区水文地质情况的调查结果,以地下水运动的基本方程式构建了区域性地下水三维数值计算模型;耦合研究区的取水过程,通过对观测地下水位的数值模拟检验了模型的实用性,模型效率可达到80%以上。

(2)基于数值模拟,再现了研究区20世纪70~90年代地下水位处于较低时期的水位变动过程;通过对1966~2005年地下水计算结果的解析,推求了研究区各含水层在计算期间内的补给过程。

(3)利用本研究构建的地下水数值模型,以数值模拟的方法,可以再现研究区计算时期内各含水层的水位及水流状态。

此外,本研究所采用的以构建地下水数值模型对区域性地下水进行模拟(计算)的方法,可为丰富和发展不同尺度的区域性地下水数值计算技术的研究提供方法上的借鉴。

参考文献:

[1] 钱家忠,吴剑锋,周含清,等. 地下水资源评价与管理数学模型的研究进展[J]. 科学通报, 2001,46(2): 99-103. (QIAN Jiazhong, WU Jianfeng, ZHOU Hanqing, et al. Advances in groundwater resources evaluation and mathematical management model[J]. Chinese Science Bulletin, 2001,46(2): 99-103. (in Chinese))

[2] 王浩,陆垂裕,秦大庸,等. 地下水数值计算与应用研究进展综述[J].

- 地学前沿 (中国地质大学 (北京); 北京大学), 2010, 17 (6): 1-12. (WANG Hao, LU Chuiyu, QIN Dayong, et al. Advances in method and application of groundwater numerical simulation [J]. Earth Science Frontiers (Beijing University), 2010, 17(6): 1-12. (in Chinese))
- [3] 林学钰, 廖资生. 地下水资源的基本属性和我国水文地质科学的发展 [J]. 地学前沿, 2002, 9 (3): 93-94. (LIN Xueyu, LIAO Zisheng. Basic properties of groundwater resources and development of hydro-geological sciences in China [J]. Earth Science Frontiers, 2002, 9(3): 93-94. (in Chinese))
- [4] Brown R H 著. 赵耿忠, 叶寿政译. 地下水研究[M]. 北京: 学术书刊出版社, 1989: 126-185. (Brown R H. Translators: ZHAO Gengzhong, YE Shouzheng. Groundwater Research [M]. Beijing: Academic Books and Periodicals Publishing Company, 1989: 126-185. (in Chinese))
- [5] 李广贺, 刘兆昌, 张旭. 水资源利用工程与管理[M]. 北京: 清华大学出版社, 1998: 8. (LI Guanghe, LIU Zhaochang, ZHANG Xu. Utilization of Water Resources Engineering and Management [M]. Beijing: Tsinghua University Press, 1998: 8. (in Chinese))
- [6] Ma X Y, Li S G, Zhu W S, et al. A new method in groundwater flow modeling [J]. Journal of Hydrodynamics, 2009, 21(2): 245-254.
- [7] Li M, Diao N R, Fang Z H. Analysis of seepage flow in a confined aquifer with a standing column well [J]. Journal of Hydrodynamics, Ser. B, 2007, 19(1): 84-91.
- [8] Zhang Q F, Lan S Q, Wang Y M, et al. A new numerical method for groundwater flow and solute transport using Velocity field [J]. Journal of Hydrodynamics, 2008, 20(3): 356-364.
- [9] Dongarra J, Foster I, Fox G, et al. Sourcebook of Parallel Computing [M]. San Francisco, CA: Elsevier Science, 2003.
- [10] 程汤培, 王群, 季晓慧, 等. 一种孔隙介质中地下水流并行计算方法[J]. 计算机工程与应用, 2011, 47 (20): 234-237. (CHENG Tangpei, WANG Qun, JI Xiaohui, et al. Parallel computing method for groundwater flow simulation in porous media [J]. Computer Engineering and Applications, 2011, 47(20): 234-237. (in Chinese))
- [11] Homepage: <http://weather.time-j.net/Climate/Chart/tottori>.
- [12] Noguchi T, Yamashita T, Nishida R. Construction of the three-dimensional ground structured model of the Tottori plains based on slight shock exploration data[A]. Collection of the 63rd annual arts and sciences lecture [C]. 2008, 1-151.
- [13] 吴吉春, 薛禹群. 地下水动力学[M]. 北京: 地质出版社, 2009. (WU Jichun, XUE Yuqun. Groundwater Dynamics [M]. Beijing: Geology Publishing House, 2009. (in Chinese))

A Case Study on Regional Groundwater Recharge Based on Numerical Simulation

HUANG Jinbai¹, WEI Fan², LI Debiao³, WANG Bin⁴, HINOKIDANI Osamu⁵,

(1. College of Hydraulic, Energy and Power Engineering, Yangzhou University, Yangzhou 225009, China;

2. Gannan Meteorological Bureau of Heilongjiang Province, Gannan 162100, China;

3. Yancheng Hydrology and Water Resources Survey Bureau of Jiangsu Province, Yancheng 224002, China;

4. Department of Water Conservancy and Civil Engineering, Northeast Agricultural University, Harbin 150030, China;

5. Faculty of Engineering of Tottori University, Tottori 680-8552, Japan)

Abstract: The objectives of this study were to reproduce the dynamic change process of groundwater in the period from 1970s to 1990s, during which local groundwater was in relatively low level, and to estimate the groundwater recharge process for the specified region by method of numerical simulation. The region which is located at the area in front of an estuary of a watershed (area: 10×12 km²) was adopted as the study area. Based on the 2 D numerical method in addition to the physical conditions of the soil vertical profile, a quasi-3 D numerical model was developed by considering water movement in the vertical direction using groundwater flow equation. The results of numerical simulation indicate that model efficiency is more than 80 %; the groundwater recharge process for each aquifer was estimated based on numerical results of 1966-2005. The result of this study is looking forward to provide the reference method for the studies on numerical simulation and assessment of groundwater resources for regional groundwater.

Key words: groundwater; quasi-3 D algorithm; numerical simulation; groundwater recharge